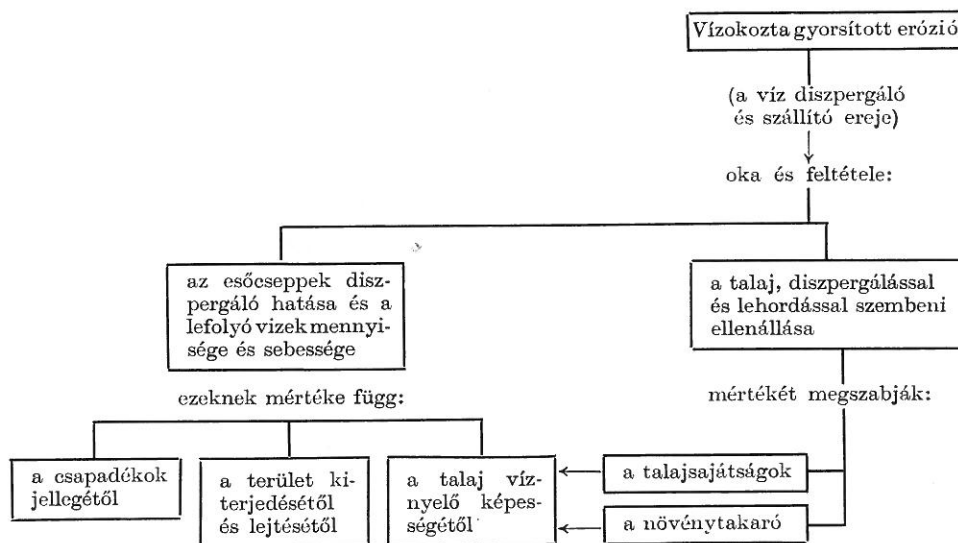


A talaj lepusztulásának fizikai tényezői

A talaj erózió okozta lepusztulásában közvetlenül két tényező, a talaj felszínére jutó csapadékvizek és maga a talaj szerepel. Az erózió okozta károk azonban a legkülönbözőbb mértékben és nagyon válto-

zatos formában jelentkezhetnek; számos tényező egymásra hatása és eredőjük érvényesül. E tényezők és kölcsönös összefüggéseik BAYER [2] nyomán az alábbi módon szemléltethetők:



A talaj lepusztulására vezető folyamatokban szerepet játszó tényezők azonban nem egyforma súllyal érvényesülnek. STEFANOVITS [41] szerint ezek két csoportra oszlanak: a talajpusztulást kiváltó és az azt befolyásoló tényezőkre.

„Míg a kiváltó tényezők a talaj elmozdulásához és szállításához szükséges közeget és energiát szolgáltatják, a befolyásoló tényezők ezeknek az energiáknak a talajra gyakorolt hatását csökkentik vagy fokozzák [41].”

A talaj lepusztulását kiváltó tényezők a csapadék és a talaj domborzata (lejtőviszonyai). A fenti vázlatban feltüntetett többi tényező és az ember földművelő tevékenysége a befolyásoló tényezők csoportját képezik.

A csapadékok jellemzése az erózió szempontjából

Az esők vízcseppek alakjában érkeznek a talaj felszínére. A talajromboló hatás szempontjából *a)* az esőcseppek energia viszonyait és összességüket, *b)* a csapadékok mennyiségét és időbeli eloszlását kell jellemezni.

a) Az esőcseppek energia viszonyai

1. Az esés szöge, amelyben a lehulló csapadék a talaj felszínére csapódik. A természetes csapadékok vízcseppei gyakorlatilag egymással párhuzamosan érkeznek; esésük iránya a föld felszínére merőleges, de ezt a szél sebessége módosíthatja. Bár

közvetlen mérési adatok nincsenek, de nyilvánvaló, hogy a szél az eső talajromboló hatását fokozza.

2. Az esőcseppek nagyság szerinti eloszlása. Természetes záporokra közvetlenül mért adat nincsen. BEST [3] azonban permetező berendezésekben mért adatok alapján egy tapasztalati képletet állított fel erre a paraméterre:

$$F = 1 - e^{-\left(\frac{x}{a}\right)^n},$$

amelyben x = a vízcsepp átmérője, mm

F = a vízcseppek kumulatív tömegvonzása a levegőben, a leeső víztömegnek az a része, amely x -nél kisebb, vagy vele azonos átmérőjű cseppekből áll,
 n = az eső típusától függő állandó.

$a = A \cdot I^p$, amelyben p és A = egyetemes állandók,

I = az eső intenzitása, mm/óra.

BEST szerint $A = 1,30$, $p = 0,232$ és $n = 2,25$.

Ennek a kumulatív eloszlásnak az alapján meg lehet határozni a gyakorisági eloszlást a levegőben. Végül a gyakorisági eloszlást adott területen a nagyság szerinti esőcsepp-csoportok végső sebességének figyelembevételével ki lehet számítani. Ilyen sebességértékek GUNN és KINZER [16] munkájában találhatók.

Esőztető berendezésekben az esőcseppek nagyságát közvetlenül az ún. szűrőpapír módszerrel mérik. Alapelve az, hogy metilénkék széntetrakloridos szuszpenziójával átitatott, majd megszáritott szűrőpapíron az esőcseppek foltot hagynak. E foltok méreteiből NEUMANN [34] szerint az alábbi képlettel lehet az esőcseppek nagyságát kiszámítani:

$$D = 3,38 \cdot d^{1/2},$$

ahol D = a folt átmérője, mm

d = az esőcsepp átmérője, mm.

A nagyobb végső sebességgel földet érő kisebb esőcseppek diszpergáló hatása nagyobb a nagy méretű, de kisebb sebességű esőcseppekénél.

3. Az esőcseppek végsebessége. Ezt mozdulatlan levegőben, szabadon eső vízcseppekre megfelelő biztonsággal GUNN és KINZER [16] és LAWS [29] határozták meg. Hiányoznak szám adatok a szél befolyására, de feltehető, hogy a sebességek ilyenkor nagyobbak. A függőleges esés végsebességének és a horizontális szélsébségnek eredője a tangenciális sebesség a vízcseppek földetérésének pillanatában.

A közvetlen méréssel járó nehézségek közvetett módszerek kidolgozására vezettek. SHACHORI és SEGNER [38] szerint erre az egyik lehetőséget a

$$V^2 = -g \frac{dx}{d\theta}$$

Ebben az egyenletben

V = a tangenciális sebesség,

g = a nehézségi erő gyorsulása,

x = a szórófejtől való vízszintes távolság,

θ = a vízszintes és az esőcsepp röppályája által bezárt szög.

Szerzők kiszámították különböző intenzitással végzett esőztetések alkalmával a cseppeloszlásból az esőcseppek egységnyi tömegére vonatkoztatott kinetikai energiát és a mozgási nyomatékot (mv) a földetérés pillanatában. Adataikat az azonos intenzitású természetes esőkre különböző szerzők munkáiban fellelhető adatokkal összehasonlítva azt találták, hogy a 12 mm/óra intenzitású mesterséges eső cseppjeinek a kinetikai energiája a természetesének 0,75-öd, az 50 mm/óra intenzitásúé pedig az utóbbinak 0,61-ed része. Nagyjából ugyanezek az arányok adódtak a mozgási nyomatékra is.

LAWS [29] rámutat arra, hogy az esőcseppek esési sebessége a magassággal nő, de határértékét már 10 m magasságban eléri. Kinetikai energiájuk a földetérés pillanatában a legnagyobb. Az 1. táblázat,

1. táblázat

Az esőcsepp átmérője, esési sebessége és kinetikai energiája közötti összefüggés a talajfelszínre érkezés pillanatában (SZURMACS nyomán [44])

Átmérője, mm	Súlya, g	Sebessége, cm/mp	Kinetikai energiája, g/cm ² /mp
0,5	0,0000654	200	0,0013
1,0	0,000524	400	0,0427
1,5	0,001768	500	0,2250
2,0	0,00419	600	0,769
3,0	0,01413	700	3,530
5,0	0,06542	900	16,340

SZURMACS [44] nyomán, az esőcsepp átmérője, legnagyobb esési sebessége és kinetikai energiája közötti összefüggést szemlélteni. Jól látható, hogy amíg az esőcseppek átmérője tízszeresére emelkedik, addig sebességük négy és félszeresére, és kinetikai energiájuk mintegy tizenhatszorosára nő.

Az esőcseppek kinetikai energiájukból származó ütőerejükkel aprózzák fel a talajmorzsákat ellenállásuk szerint különböző mértékben. A talajmorzsák szétrombolásának ez azonban csak az egyik tényezője. A másik az a jelenség, hogy a száraz morzsák pórusaiból a víz a levegőt kinyomni igyekszik, de ugyanezeken részben vagy egészen elzárja a levegő útját. Ennek következtében az oxigénhiány miatt a levegő mintegy „szétrobantja” a talajmorzsát. Ez az ún. SEKERA-féle hatás [39], amely a talaj nedvességtartalmának emelkedésével csökken.

b) A csapadék mennyisége

A csapadéknak az időegység alatt lehullott és mm-ekben kifejezett mennyiségét a csapadék intenzitásának (I) nevezzük. Mértékegysége a mm/perc vagy mm/óra. Ennek a fogalomnak tehát sebesség jellege van.

A csapadékok intenzitása alapján esőket, záporokat és felhőszakadásokat különböztetünk meg. A szakirodalomban felfedezhető határértékek azonban tág határok között változnak. Különösen áll ez az esőkre és a záporokra. RÉTHLY és ÁRJESZKY [37] szerint „felhőszakadásnak nevezzük az olyan heves esőt, amely néhány óra alatt legalább 100 mm csapadékot ad”. VOČÍKOV [47] viszont felhőszakadásnak a 0,5 mm/perc, vagy ennél nagyobb intenzitású csapadékot nevezi. Míg tehát RÉTHLY és ÁRJESZKY [37] a felhőszakadásokat nagy vízmennyiséggel és egyúttal huzamos időtartammal jellemzik, addig VOČÍKOV megelégszik az időegység alatt lehullott csapadék mennyiségének megjelölésével.

A talaj lepusztulásának mértékére mind a csapadék mennyiségének, mind pedig időtartamának hatása van. Meghatározott intenzitású csapadék annál jobban pusztítja a talajt, minél tovább tart. Azonos ideig tartó esők közül pedig a nagyobb intenzitású a károsabb.

HELLMANN [17] a csapadékok intenzitásának és időtartamának együttes figyelembevételével szabatosan definiálja a zápor fogalmát. Szerinte azok az esők minősülnek záporoknak, amelyeknek az

időtartama 1–5 perc és erőssége meghaladja az 1 mm/percet;
időtartama 6–15 perc és erőssége meghaladja a 0,8 mm/percet;
időtartama 16–30 perc és erőssége meghaladja a 0,6 mm/percet;
időtartama 31–45 perc és erőssége meghaladja a 0,5 mm/percet;
időtartama 46–60 perc és erőssége meghaladja a 0,4 mm/percet;

időtartama 61–120 perc és erőssége meghaladja a 0,3 mm/percet;
időtartama 120–180 perc és erőssége meghaladja a 0,2 mm/percet;
időtartama 180 < perc és erőssége meghaladja a 0,1 mm/percet.

DONCIU [8] az ugyanezen időtartamokhoz a feltüntetett csapadék intenzitások mintegy kétszeresével jellemzi a felhőszakadásokat.

A csapadékok intenzitása és időtartama közötti összefüggés gyakran használt egyenlete:

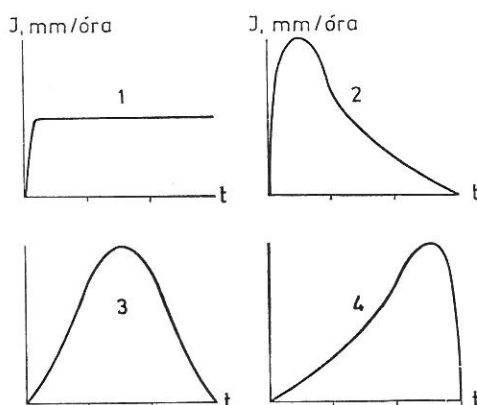
$$I = \frac{S}{t^n},$$

amelyben I = a csapadék átlagos intenzitása,
S = konstans,
t = a csapadék időtartama,
n = hatványkitevő.

MOTOC és TRĂSCULESCU [33] a Románia területén 30 év alatt előfordult 790 záporosó adatait feldolgozva azt találták, hogy a fenti egyenletben S = 6,5 és n = 0,5.

E függvénynek az ismerete az ország különböző tájain azért fontos, mert ennek alapján elhatárolhatók azok az esők és záporok, amelyek talajlepusztulást a valószínűség szerint még nem okoznak.

Végül az eróziós károk szempontjából fontos szerepet játszik a lehulló csapadék időbeli eloszlása is. Ezen az alapon négy alaptípust különböztetünk meg: 1. az eső egyenletes, 2. kezdetben, 3. a közepe táján, 4. a végén a legerősebb. Ezeket a csapadéktípusokat vázlatosan az 1. ábra szemlélteti.



1. ábra

Csapadéktípusok: 1: egyenletes; 2: kezdetben; 3: a közepe táján; 4: a végén legerősebb zápor

A csapadék időbeli eloszlását feltüntető görbét ombrogrammnak nevezzük. Megállapításukra önműveléssel felszerelt esőmérők, az ombrográfok szolgálnak.

Viszonylag kevés felszíni lefolyást okoznak a kezdetben legerősebb záporok, mivel legnagyobb intenzitásuk a talaj kezdeti, tehát az adott körülmények között legnagyobb víznyelésével esik egybe. Ennek a fordítottja áll fenn abban az esetben, ha a lehulló csapadék intenzitása a végén a legnagyobb; ekkorra ugyanis a talaj víznyelő képessége már erősen lecsökkent. Egyenletes eső esetén viszont a lefolyás mértéke nagyjából a csapadék időtartamával arányos.

MOTOC és TRASCULESCU [33] szerint Romániára a kezdetben legerősebb esők és záporok a jellemzők. Hazánkra vonatkozó ilyen adatok az Országos Meteorológiai Intézetben találhatók.

A talaj jellemzése az erózió szempontjából

Az eróziót kiváltó tényező a csapadékon kívül a domborzat, a talaj lejtőviszonyaitól függő *reliefenergiája*. LOVÁSZ [30] az utóbbit a szintvonalas térkép alapján a lejtőszöggel (α) jellemzi. Kiszámítására két-két egymással szomszédos szintvonal között olyan derékszögű háromszöget szerkeszt, amelynek egyik befogója (a) a két szintvonal közötti magasságkülönbség, másik befogója (b) pedig a két szintvonal közötti távolság, m. Ennek alapján

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{a}{b}, \text{ továbbá } \log \operatorname{tg} \alpha = \log a - \log b.$$

A lejtőviszonyok a domborzat folytonos függvénye. A térképezés alapfeltétele azonban lejtőkategóriák kialakítása. Ugyanerre van szükség a talajvédelmi tervek elkészítésénél is.

ERŐDI és HORVÁTH [11, 20] részben saját kutatásaik alapján, részben pedig BLAKELY, COYLE és STEEL [4] kísérleti eredményeit értékelve, olyan lejtőkategória beosztást dolgoztak ki, amely a földművelés módjára és a talajvédelmi műszaki létesítmények tervezése számára egyaránt útmutatást adnak.

A talaj erodálhatósága

A talajpusztulást befolyásoló tényezők között az első helyen a talaj erodálhatósága áll azért, mert jelentősen befolyásolja más tényezők érvényesülésének mértékét.

A talaj erodálhatóságát külföldi kutatók különböző értékszámokkal jellemzik. Egyesek az erodálhatóság fogalmában az

aggregátumok vízállóságán, illetve a talaj diszpergáltságán kívül más tényezők érvényesülését is számításba veszik.

Az Amerikai Egyesült Államokban a talaj szerkezeti állapotát általában a MIDDLETON-féle [32] diszperzításfokkal (dispersion ratio) jellemzik. A diszperzításfok (d) kiszámítására a

$$d = \frac{> 0,05 \text{ mm aggregátumok } \% \text{-a}}{< 0,05 \text{ mm mech. elemek } \% \text{-a}}$$

képlet szolgál. A számláló adatát mikroaggregátum elemzésből, a nevezőt pedig a szemeseösszetételéből kapják. d egyik tényezője a talaj erodálhatóságának (e):

$$e = \frac{d}{c} \cdot u_c,$$

amelyben c = a talaj kolloid frakciójának %-os mennyisége (3%-os kénsav felett ek-szikkátorban meghatározott higroszkóposság alapján),
 u_c = a talaj nedvességegyenértéke (a $V_{k\min}$ -hoz közel álló érték).

BALLAL és DESHPANDE [1] Indiában 12 helyen végeztek mesterséges esőztetést és a lehordott talaj mennyiségét is mérték. Nem találtak kielégítő összefüggést az e érték és a lehordott talajmennyiségek között. Ez érthető, mivel a talaj lepusztulását erodálhatóságon kívül más tényezők is befolyásolják.

PUŠIĆ [35] — GRAČANIN nyomán — a VAGELER-féle [46] K szerkezeti tényezőt tekinti a talaj vízállósága, a mikroaggregátumok stabilitása mértékének. Az utóbbira az alábbi határértékeket alkalmazza:

K-tényező: A talaj
 <20 nem vízálló
 20—50 kevésbé vízálló
 50—90 vízálló
 90 > nagy mértékben vízálló.

A talaj erodálhatóságának jellemzésére PUŠIĆ a vízáteresztés hatásfokának (E_i) és a VAGELER-féle K-tényezőnek a szorzatát tartja alkalmasnak. Vagyis:

$$Ce = E_i \cdot K,$$

amelyben $E_i = \frac{I}{i}$, a talaj vízáteresztésének és a csapadék intenzitásának a hányadosa, mindkettő mm/óraban kifejezve.

Ha $E_i = 1$, akkor felületi lefolyás nem jön létre, és amilyen mértékben válik egy-

nél kisebbé, olyan mértékben fokozódik a felszíni lefolyás és a potenciális erózió is egyre nagyobb.

Ezekkel a paraméterekkel a szerző a talaj erodálhatóságát (Ce) a talaj vízállóságához hasonlóan osztályozza:

Ce	A talaj
<20	nagy mértékben erodálható
20-50	erodálható
50-100	stabil
100<	nagyon stabil.

Ce értéke viszonylagos, mert a csapadék nagyon változó intenzitásától függ.

QUANTIN és COMBEAU [36] Közép-Afrikában, Grimariban végzett kis parcellás kísérleteikben a talajmorzsák vízállóságát HENIN [18] „labilitás” indexével (I_s) jellemezték. I_s értéke a vízállósággal fordított arányban változik.

KLIMES-SZMIK [25] a talaj erodálhatóságát a természetes és mesterséges aggregátumok nedves szítással meghatározott vízállóságával jellemzi a következő gondolatmenet alapján. A talajmorzsák vízállóságát biztosító szerves anyag irreverzibilisen koagulált állapotban van. Ha a morzsákat elporítjuk és ezáltal a szerves anyag ragasztó kötéseit elromboljuk, újbóli nedvesítéskor a talajrészecskék összetartásában nedves szításkor csupán adhéziós és kohéziós erők érvényesülnek.

Az aggregátumok legnagyobb vízállósága (M_{\max}) természetes (erdő, ősgyep) vegetáció alatt alakul ki a talajban. A rendszeres földművelés következtében ez a vízállóság leromlik (M) és alsó határát a mesterséges aggregátumok vízállósága (m) képezi [9, 10]. A talaj erodálhatóságát (E) jellemző egyenletben a fenti három mutatón kívül még a talaj szemcseösszetételéből az iszap- (I) és az agyag (A) frakció %-os mennyiségének a hányadosa is szerepel:

$$E = \left(\frac{100}{m} + \frac{M_{\max} - M}{100} \right) \frac{I}{A}.$$

A morzsaképződés szempontjából a talaj legaktívabb része az agyagfrakció; az I/A hányados tehát a morzsaképződés potenciális lehetőségének a jellemzője.

Hazai, löszön kialakult talajainkra E értéke tág határok (39-0,7) között változik. Ez a helyszíni megfigyelésekkel jól megegyezik.

FLAXMAN [12] az Amerikai Egyesült Államok nyugati vidékein nagy agyagtartalmú, ún. koherens, vagyis olyan talajokat vizsgált, amelyek még morzsás állapotban is tömöttek és a tapadás a morzsák között is fokozottan érvényesül. Ilyen talajok a folyómedrek menti területeken fordulnak elő. Bolygatatlan szerkezetű talajoszlopokat vizsgálva megállapította, hogy

azoknak vízzel telített állapotban mért nyomószilárdsága és vízáteresztése között az alábbi összefüggés mutatható ki:

$$-\log Y = 3,6399 - 0,2775 (\log 10^3 X),$$

ahol Y = nyomószilárdság, font/köbláb,
 X = a vízáteresztés együtthatója, láb/24 óra.

A tapasztalatok szerint ez a nyomószilárdság a földesatornák stabilitása szempontjából a talaj erodálhatóságát jól jellemzi.

A talaj víznyelése, vízáteresztése, felszíni lefolyás

A lehulló csapadékot a talaj kezdetben elnyeli, majd — a csapadék intenzitásától, a talaj kezdeti nedvességtartalmától, vízkapacitásától és pórusviszonyaitól függően — annak egy része a felszínen lefolyik.

SZÜSZ [45] adott vízgyűjtő területére vonatkoztatva az oda érkező és onnan távozó vizekre az alábbi vízmérleget állítja fel:

$$x = y + z + u,$$

amelyben x = a vízgyűjtő területére hullott csapadék mennyisége, mm

y = az evapotranszpirációból származó veszteség, mm

z = a vízgyűjtő területéről lefolyt víz, mm

u = a vízgyűjtő területén (a talajban, illetve pangó vizek alakjában) maradt víz, mm.

Ha az egyenlet mindkét oldalát x -szel osztjuk, akkor

$$1 = \frac{y}{x} + \frac{z}{x} + \frac{u}{x}. \quad (1)$$

A $\frac{z}{x}$ hányadost a felszíni lefolyás együtthatójának, vagy lefolyási tényezőnek nevezzük. Jele: η .

Hosszú időre számítva $u \rightarrow 0$ (illetve viszonylagos változásai elhanyagolhatók) és az (1) egyenlet alakja:

$$1 = \eta + \frac{y}{x}.$$

Vagyis minél több csapadék hullott egy meghatározott időközben, annál nagyobbá válik a lefolyási tényező, mivel x növekedésével $\frac{y}{x}$ értéke csökken.

A talajok vízáteresztését a hőmérséklet is befolyásolja. Ez főként azzal áll össze-

függésben, hogy a víz belső sűrűdése alacsony hőmérsékleten jóval nagyobb, mint magasabb hőfokon. Alacsony hőmérsékle-

ten tehát a víz mozgása lelassul. Jól szemlélteti ezt egy agyagos vályogtalajjal végzett mérések eredményei:

A mérés kezdetétől számított	1	2,5	4,5
	óraig		
a talajoszplop átlagos hőmérséklete:	-3,3°C	-1°C	+2,6°C
vízáteresztése, mm/óra:	6,1	103,2	111,5

A vízáteresztés legnagyobb változása a fagyponthoz körül van.

BOZÓKY—SZESZICH, KLIMES-SZMIK és SZOLNOKI [6], majd KLIMES-SZMIK és SZOLNOKI [26] megállapították továbbá, hogy a talaj víznyelése már teljes felengedése előtt megindul és vízáteresztését nedvességtartalma is befolyásolja. Nagy számú, különböző típusú és szemcseösszetételű talajjal végzett méréseik eredményeit a 2. táblázat tünteti fel.

2. táblázat

Különböző szemcseösszetételű talajok relatív vízáteresztése

A fizikai talajféleség	Összporozitás (P)	Relatív vízáteresztés		
		a	b	c
		mm/óra		
Homok	43-49	1,35	0,25	0,4
Homokos vályog	40-52	1,95	0,93	0,55
Vályog	39-55	0,45	0,57	0,56
Agyagos vályog	49-54		0,8	0,3
Agyag	52-58		20,0	2,9

Ezen a táblázaton a fagyott talajok relatív (vagyis a 20 °C-on mért értékhez viszonyított) vízáteresztése három csoportban van feltüntetve attól függően, hogy a fagyott talaj a mérés kezdetén a $V_{k\min}$ a) 50%-ánál kevesebb, b) ennél több nedvességet tartalmazott, illetve c) vízzel telítve volt.

Az agyagtalajok vízáteresztése a fagyponthoz körül jóval nagyobb a 20 °C-on mért értékénél. Ezek a talajok normális hőmérsékleten nagy mértékben duzzadnak és ezért kevés vizet eresztenek át. Fagyott állapotban azonban ún. fagyszerkezet (CZERATZKI [7], KIRPANOVA [23]) alakul ki, és ennek következtében vízáteresztésük jelentősen megnő.

A hőmérséklet befolyásának a tavaszi hóolvadással kapcsolatos belvízképződé-

seknél és a velük járó talajlepusztulásnál van jelentősége.

A talaj víznyelése összetett folyamat, amelynek a mechanizmusa BODMAN és COLMAN [5] alapvető kutatásai nyomán vált ismertté. A talajra jutó víz kezdetben feltölti a felszíni réteg pórusait, majd a további vizet a mélyebb rétegekbe szállítja. Így a beázás frontjának előrehaladásával a víznyelő réteg a talaj tömegében egyre mélyebbre kerül, a vízáteresztő réteg pedig felette egyre szélesedik.

A talaj víznyelésének időbeli változásával számos kutató foglalkozott. A víznyelés összegező görbéjére (2/a ábra) FREE, BROWNING és MUSGRAVE [14] Münz—Lainé készültkéhez hasonló berendezéssel végzett nagy számú méréseik eredményei alapján megállapították, hogy a

$$Q_1 = k' \cdot t^n \quad (2)$$

egyenlet érvényes, amelyben

Q_1 = az elnyelt víz, mm

t = a mérés kezdetétől eltelt idő,

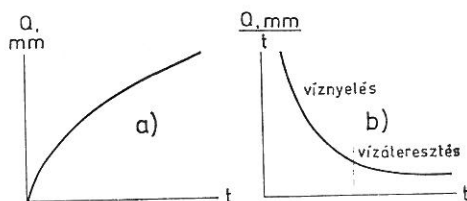
k' , n = az egyenlet állandói.

Szerzők szerint a talajok víznyelését befolyásoló tényezők: a talaj szemcseösszetétele, gravitációs porozitása, Middleton-féle aggregátságának foka és szervesanyag-tartalma. A (2) egyenlet állandói számértékeinek alakulása a felsorolt tényezőkkel egyértelmű összefüggésekre vezetett.

A talajok víznyelése és vízáteresztése egymással összefonódó folyamatainak részletesebb megismerésére a víznyelés sebességgörbéje (2/b ábra) ad lehetőséget.

A sebesség-görbe két szakaszra oszlik: 1. a kezdetben rohamosan, majd mérsékelten csökkenő és 2. az állandósult szakaszra. Az első szakaszban a talaj víznyelése, a másodikban pedig vízáteresztése határozza meg a talaj vízbefogadó képességét.

KOSZTJAKOV [28] szerint a víznyelés sebessége (k_v) bizonyos idő elteltével a vízáteresztés Darcy-féle együtthatójának (k) az értékét veszi fel.



2. ábra

A talaj víznyelésének (a) összegező és (b) sebesség-görbéje vázlatosan feltüntetve

$$K_v \text{ időbeli változása a } k_v = \frac{k_{v0}}{t^\alpha} \quad (3)$$

egyenlettel írható le, amelyben

- k_{v1} = a víznyelés együtthatója t időpontban,
- k_{v0} = a víznyelés együtthatója a mérés kezdetén,
- α = a talaj fizikai sajátságaitól függő állandó.

KOSZTJAKOV k_v és k egymáshoz való viszonyát is vizsgálta. A mérés kezdetén $k_{v0} = k \cdot T^\alpha$, és ebből a (3) egyenlet figyelembevételével

$$k_{v1} = k \cdot \left(\frac{T}{t}\right)^\alpha, \quad (4)$$

ahol T = a vízáteresztés szakasza kezdetének időpontja.

KLIMES-SZMIK [24] kubai talajoknál a (4) egyenletben szereplő T és α számára a felszíni lefolyásra vonatkozó tájékoztató számításokhoz az alábbi értékeket ajánlja:

A fizikai talajjelenség:	T perc	α
Homok	60	0,8
Vályog	120	0,6
Agyag	240	0,4

SZOZÜKIN [43] podzolos barna erdőtalajok víznyelése és vízáteresztése közötti összefüggésre a (3) egyenlettel némileg eltérő alábbi összefüggést találta:

$$k_{v1} = k + \frac{k_{v0}}{t}.$$

Ezt az összefüggést pedig ERŐDI és HORVÁTH [11] a talajvédelmi tervezésre vonatkozó számításaiánál — HORTON [19] nyomán exponenciális függvénnyel jellemzik:

$$k_{v1} = k + (k_{v0} - k) \cdot e^{-k_1 t},$$

amelyben a már ismert paramétereken kívül

k_f = a talaj sajátságaitól függő hatványkitevő.

KAZÓ és KLIMES-SZMIK [22], esőztető berendezéssel végzett méréseik alapján, a talajok víznyelése időbeli változásának jellemzése szempontjából két időpont (t_1 és t_2) megállapításának van jelentősége. E folyamat a FOSTER [13] által értelmezett alábbi három szakasszal jellemezhető:

1. a maradéktalan víznyelés szakaszával a zápor kezdetétől a felszíni tükrözés időpontjáig (t_1),

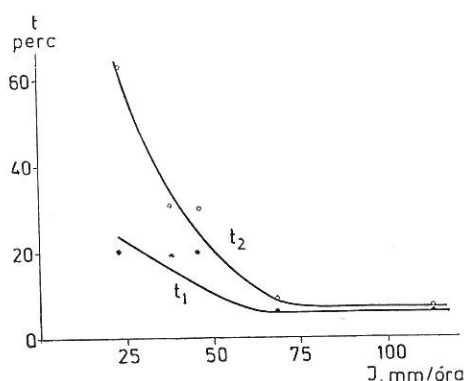
2. a csökkenő víznyelés szakaszával a felszíni tükrözéstől a felszíni lefolyás kezdetének időpontjáig (t_2),

3. a felszíni lefolyás szakaszával, amelyben a talaj felső rétegének a vízáteresztése dominál.

A t_1 és t_2 időpont az erózióra vezető folyamatok kialakulása szempontjából a talaj fontos jellemzője. E két időpont egymáshoz való viszonyát a zápor intenzitásának függvényében, egy löszön kialakult barna erdőtalajon mérve a 3. ábra tünteti fel.

Kezdetben mindkét görbe meredeken esik és eközben egyre közelebb kerülnek egymáshoz, majd egy meghatározott csapadékintenzitástól kezdve (az ábrán $I = 75$ mm/óra) ellapodva egymással, párhuzamossá válnak, és a köztük lévő különbség kicsi (a vizsgált talajon $t_2 - t_1 = 2$ perc).

E két időpontra a talaj kezdeti nedvességi állapota, vízkapacitása, gravitációs porozitása és a zápor intenzitása vannak főleg befolyással. Ha a záporok pusztító



3. ábra

A t_1 és t_2 időpont változása a záporintenzitásának függvényében egy löszön kialakult barna erdőtalajon

3. táblázat

Lefolyási tényezők különböző fedetlen talajokon (MATTYASOVSKY [31] szerint)

Országgrész	hy			
	2	3	4	5
Országos átlag	0,40	0,50	0,55	0,70
Dunántúl nyugati területe	0,50	0,55	0,60	0,70
Északi terület	0,45	0,55	0,60	0,70
Észak-keleti terület	0,50	0,65	0,70	0,85

hatásának mérlegelésekor időtartamukat is figyelembe vesszük, akkor következtetni lehet azokra a záporokra, amelyek az adott tájon felszíni lefolyást még nem okoznak.

A talajok víznyelésére vonatkozó (2) egyenlet a Kazó-féle esőztető berendezéssel mérve is érvényes, de a felszíni lefolyást okozó legkisebb (lőszön kialakult barna erdőtalajon $I = kb\ 20\ mm/óra$) és a $100\ mm/óránál$ nagyobb intenzitású záporok esetén ez az összefüggés a $Q_1 = k' \cdot t$, illetve $Q_1 = a + k' \cdot t$ egyenes egyenletébe megy át.

Az esőztetés nyomán létrejövő felszíni lefolyás időbeli változása exponenciális függvényvel írható le:

$$Q_2 = a \cdot b^t, \quad (5)$$

amelyben $Q_2 = a$ felszínen lefolyó víz. mm
 $a = Q_2$ értéke $t_2 = 0$ időpontban,

$b = Q_2$ -nek az időegységre eső változása.

Szélsőséges záporok esetén az (5) összefüggés is lineárisra változik.

A lefolyási tényező

A talaj felszínén a csapadékból származó, lefolyó víz mennyiségének és a területre hullott összes csapadéknak a hányadosát lefolyási tényezőnek nevezzük. E hányados értéke 0 és 1 között változik.

A lefolyási tényező kiszámítását általában a talaj felszínén 10 évenként várható maximális lefolyásra alapítják, és a szovjet gyakorlat (SZUSZ [45], SZOBOLYEV [42]) nyomán a $40\ mm/óra$ intenzitású csapadékhoz viszonyítva fejezik ki.

Ezen az alapon MATTYASOVSKY [31] — szabadföldi és laboratóriumi méréseinek eredményeit figyelembe véve — fedetlen talajokra az ország különböző részein a lefolyási tényezőt a 3. táblázaton feltüntetett átlagértékekkel jellemezte. A talajok szemcseösszetételét higroszkóposáguk (hy) helyettesíti.

A lefolyási tényezőt jelentős mértékben befolyásolja a domborzat és a növényborítottság. ERŐDI és HORVÁTH [11, 20] talajvédelmi tervezéshez FREVERT [15] adatait használják fel, aki különböző szemcseösszetételű talajokra a művelési ágtól és a lejtő meredekségétől függő lefolyási tényezőket állapított meg.

Az ember földművelő tevékenysége

Az ember földművelő tevékenysége lényegében fizikai beavatkozás a talaj természetes állapotába. Az ember a talajmunka műveleteivel a talaj felső rétegét lazítja, pórusterét növeli és ezáltal vízbefogadó képességét is fokozza. Ekkor a szántott réteg pórusviszonyai jelentősen különböznek az altalajéitól, de ez a különbség a tenyészidő folyamán a talaj ülepedésével egyre csökken: a talaj igyekszik újból egyensúlyba jutni környezetével [27]. A talajmunka gyakorisága a termesztett növény igényeihez igazodik.

Ezeket a szempontokat érvényesítetük a Lókos patak vízgyűjtőjének területrendezési tervéhez [40] elvégzett fizikai talajvizsgálatok programjának összeállításakor és az eredmények értékelésénél.

Az őszi mintavételek nyomán végzett térfogatsúly (d) mérések eredményeit a vizsgált területek művelési ága szerint három csoportra osztottuk. Ezek:

a) a nyári talajmunka (tarlóhántás, vetés előkészítése, esetleg friss vetés) után, a legutolsó talajmunkától számítva 2 hét — 2 hónap elteltével;

b) a tenyészidő végén (burgonya, kukorica, cukor- és takarmányrépa földeken) a legutolsó nagyobb talajmunka után legalább 6 hónappal;

c) évelő növények (here, lucerna, rét) alatt, az utolsó talajmunka után legalább 1 évvel.

Ebben a csoportosításban a legelők talajai nem szerepelnek, mert a talaj természetes ülepedése az ismételt állattarás következtében nem érvényesül.

4. táblázat

A Lókos vízgyűjtő talajainak lefolyási tényezője

A talaj		Kategória-kombináció	Lefolyási tényező (határértékek)
szemcseösszetétele	művelési állapota		
Homok	a	I/II	0,01 – 0,06
	b	II/III	0,09 – 0,30
	c	II/V	0,39 – 0,42
Homokos vályog	a	II/II	0,09
	c	II/V	0,13 – 0,26
Vályog	a	II/III, III/V	0,06 – 0,38
	b	III/V	0,22 – 0,37
	c	III/IV	0,07 – 0,15
Agyagos vályog	a	II/	0,03
	c	II/III	0,03

A következőket állapítottuk meg:

1. A fizikai talajjellemzők közül — a talajvédelmi tervezés szempontjából — a felszíni (0–10 cm) talajréteg pórusviszonyai a legfontosabbak. Ezeket a vízgyűjtő területén előforduló talajoknak nem a genetikai típusa, hanem szemcseösszetétele határozza meg.

2. A talajok vízbefogadó képességével a felszíni réteg gravitációs pórustere (Pg) mutatja a legszorosabb összefüggést, de ezt az altalaj (20–45 cm) Pg-a is befolyásolja.

Ennek alapján a vizsgált talajokat öt kategóriába soroltuk, amelyek közül a IV. és V. altalajokra vonatkozik:

Talajkategória	Pg ^a térf. %
I	15
II	10,5
III	8
IV	5
V	2

* kerekített középértékek.

3. Az egyes kategóriákba — az I. kivételével — különböző szemcseösszetételű talajok tartoznak, mivel ülepedésük mértéke és időtartama szemcseösszetételüktől függően különbözik egymástól.

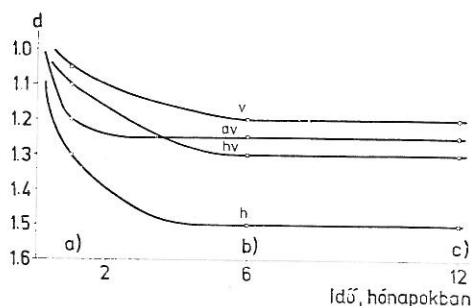
Az ülepedés mértéke szerint növekvő sorrendjük: vályog (v), < agyagos vályog (a. v.), < homokos vályog (h. v.), < homok (h.).

Az ülepedés időtartama szerinti növekvő sorrendjük pedig: a. v. < h. < v. < h. v.

Mivel a talaj ülepedésének ez a két paramétere szabja meg a Pg alakulását, adott időpontban különböző szemcseösszetételű talajok kerülnek ugyanabba a kategóriába.

A 4. ábra a Lókos patak vízgyűjtő területe különböző szemcseösszetételű talajainak az ülepedési görbéit tünteti fel az elmondottak szemléltetésére.

4. A talajokat a porozitás viszonyoktól függő lefolyási tényező szempontjából kategória-kombinációkkal jellemezzük, ame-



4. ábra

A Lókos patak vízgyűjtő területe különböző szemcseösszetételű talajainak ülepedési görbéje. Függőleges tengely: a talajok térfogatsúlya (d). Vízszintes tengely: az idő (t), hónapokban és az a), b) és c) művelési állapot feltüntetésével. h: homok; h.v.: homokos vályog; v.: vályog; a.v.: agyagos vályog

lyekben mind a fel-, mind az altalaj P_0 -ának a középértéke szerepel. A vízgyűjtő egész területén 6 kategória-kombináció fordul elő: I/II, II/II, II/III, II/V, III/IV III/V.

A különböző textúrájú talajok művelési állapotának (a), (b), (c)) a befolyását a lefolyási tényezőre a Kazó-féle esőztető berendezéssel vízszintes vagy közel vízszintes területen, 40 mm/óra intenzitással és 1 órás időtartamú esőztetéssel vizsgálva, a kapott eredményeket a 4. táblázatban foglaltuk össze.

Annak ellenére, hogy a lefolyási tényezők meglehetősen tág határok között változnak, jól érvényesülnek a vizsgált fizikai mutatók közötti összefüggések.

A szórás egyik oka a vályogtalajok szerkezeti elemeinek különböző vízállósága. E tekintetben jó fizikai sajátosságaikkal kiűnnek az agyagos vályogtalajok. A Lókos vízgyűjtő területén ezekben a talajokban a löszrétegek közül olyan eltemetett talajszintek kerülnek a talajmunkák nyomán a felszínre, amelyek sok vasas anyagot tartalmaznak és ez jó szerkezetűvé teszi ezeket.

Talajlepusztulás

A talaj lepusztulása az eróziót kiváltó és azt befolyásoló tényezők együttes érvényesülésének eredménye. Első mozzanata a zápor hatására eliszapolódó szerkezeti és mechanikai elemeinek elmozdulása a felszíni lefolyás irányában. Ezt a folyamatot, amelyet mikroszoliflukciónak neveznek, különböző lejtésre beállított talajmonolitokon KAZÓ és GRUBER [21] tanulmányozták. A monolitok felszínére, a lejtő irányára merőleges sávban P^{32} izotóppal jelzett KH_2PO_4 oldatot fecskendeztek. Meghatározott intenzitású és időtartamú esőztetés után a részecskék elmozdulását autoradiográfias módszerrel tették láthatóvá. A mikroszoliflukció mértékére a csapadék- és lejtőviszonyok, valamint a talajszerkezet vízállósága közötti összefüggésekre tektek kvalitatív megállapításokat.

A lepusztulás mértékét a csapadék mutatóin kívül alapvetően a talaj reliefenergiája határozza meg.

Többek között ezt bizonyítják QUANTIN és COMBEAU [36] kispercellás kísérletének az eredményei. A lehordott talaj mennyisége (A, tonna/ha/év) nem állt összefüggésben a talajmorzsák vízállóságát jellemző HENIN-féle „labilitás index”-szel (I_s). Ha azonban A-t ZINGG és WISEMEIER [49] nyomán a lejtő fokának 1,4 és hosszának 0,5 hatványa alapján korrigálták, akkor az eredmény, $A = 4,9 \log I_s - 0,5$, szoros kor-

relációt mutatott ($r = 0,902$) a két változó között.

Ugyancsak szabadföldi kísérletekben BLAKELY, COYLE és STEELE [4], részletesen vizsgálták a lejtő hajlásszöge és hossza függvényében, különböző művelési módok esetén, az évente lepusztult talaj (A) mennyiségét (tonna/ha/év). HORVÁTH és ERŐDI [11, 20] ezeknek az adatoknak az elemzése alapján megállapították, hogy adott területen az évi átlagos talajlepusztulás az

$$A = M \cdot (S - S_1)^n \quad (6)$$

függvénnyel jól jellemezhető, amelyben

S = a lejtő hajlásszöge, °

n = az erózióintenzitás hatványkitevője,

M, S_1 = az egyenlet állandói.

HORVÁTH és ERŐDI szerint ez azt jelenti, hogy „ha egyetlen olyan független változót akarunk megjelölni a talajvédelmi tervezésben, amely az évi átlagos talajlepusztulás értékét és egyben a talajvédelmi berendezkedést is a legnagyobb mértékben befolyásolja, úgy a lejtő hajlásszögét kell megnevezni”.

A (6) egyenlet állandói adott területen az eróziót befolyásoló tényezők és a csapadékvízviszonyok együttes érvényesülését jellemzik; A ismeretében ezeknek az értékek kiszámítható.

A talaj lepusztulását kiváltó és befolyásoló tényezőket a legátfogóbban WISCHMEIER és SMITH [48] értékeli. Munkájuk alapját az a hatalmas adatanyag képezte, amely az USA 45 kísérleti állomásán, összesen több mint 10,000 parcellán, hosszú ideig folytatott kísérletekben gyűlt össze.

Egyetemes talajvesztésg-becslési tapasztalati egyenletük:

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (7)$$

amelyben A = az évi átlagos talajvesztés,

R = a csapadék eróziós potenciálja,

K = a talaj erodálhatósági tényezője,

L = a lejtő hosszát kifejező tényező,

S = a lejtő meredekségét kifejező tényező,

C = a vetésszerkezetnek és a növényi maradványok kezelésének tényezője,

P = az alkalmazott talajművelési mód tényezője.

A, R és K dimenziója tonna/ha/év. A többi négy tényező dimenzió nélküli.

A felsorolt tényezőket helyi viszonylatban, klimatikus és kutatási adatok alapján, meg lehet határozni. A K-tényező kiszámí-

tását illetően STEFANOVITS [41], a többiek vonatkozásában ERŐDI és HORVÁTH [11] munkájára utalok.

Az ember földművelő tevékenységének kikerülhetetlenül talajvesztés a következménye. A (7) egyenletnek a talajvédelmi tervezésben történő felhasználásakor a számításoknál alkalmazott elv az, hogy a megváltoztatható tényezőket (L, C, P) úgy választják meg, hogy az A-tényező megengedhető nagysága évi 15 tonna/ha alatt maradjon.

Összefoglalás

Ebben a tárgykörben a talajfizikai kutatások számos részeredménye azzal a céllal érvényesül, hogy azoknak együttes figyelembevételével az ember a talajpusztulásra vezető folyamatokat megfékezze, káros következményeit a lehető minimálisra csökkentse.

A tárgykör irodalmi áttekintését az teszi időszertűvé, hogy napjainkban folyik legnagyobb természeti kincsünk, a talaj termőképességének felmérése, majd ezt követően olyan agrotechnikai irányelvek kidolgozása, melyeknek nyomán — természeti adottságaink keretei között — optimális termések válnak elérhetőkké, amelyekkel egyidejűleg talajaink termőképessége is fokozódik. Ennek a programnak egy részét képezi termőtalajaink védelme is.

A talaj lepusztulása összetett folyamat, amelynek a tényezőit STEFANOVITS nyomán az azt kiváltó és befolyásoló tényezők csoportosításában tárgyaltuk. Az ezekre vonatkozó eredményeket azonban nem egyforma részletességgel ismertettük.

Viszonylag részletesebben foglalkoztunk a csapadékok jellemzésekor az esőcseppek energiaviszonyaival. Ennek az az oka, hogy ezeknek a kutatásoknak az eredményei nem helyhez kötöttek, tehát átvethetők.

Ezzel szemben a talajvédelmi tervezéshez felhasznált talajfizikai jellemzőkre és értékelésükre csak utaltunk, mert erre vonatkozó kiváló magyar nyelvű szakirodalom áll a kutatók rendelkezésére.

Végül az ember földművelő tevékenysége és az erózió közötti összefüggés vonatkozásában olyan kutatási eredményekről számoltunk be, amelyeket eddig még nem közöltünk.

Irodalom

[1] BALLAL, D. K. & DESHPANDE, R. P.: Erodibility studies by a rainfall simulator. Part II. Effect of slope, moisture condition and properties of soil on erosion. *J. Soil Water Cons. India*. 8. 2-3. 12-25. 1960.

[2] BAVER, L. D.: *Soil Physics*. 3. ed. Wiley Sons. New York, 1956.

[3] BEST, A. C.: The size distribution of raindrops. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 76. 327. 16-36. 1950.

[4] BLAKELY, B. D., COYLE, J. J. & STEELE, J. G.: *Erosion on cultivated land. The Yearbook of Agriculture*. Washington. 1957.

[5] BODMAN, G. B. & COLMAN, E. A.: Moisture and energy conditions during downward entry of water into soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 8. 116-122. 1943.

[6] BOZÓKY-SZESZICH, K., KLIMES-SZMIK, A. & SZOLNOKI, Cs.: A fagyott talajok vízáteresztésének laboratóriumi vizsgálata. *Hidrológiai Közöny.* 43. 509-518. 1963.

[7] CZERATZKI, W.: Zur Wirkung des Frostes auf die Struktur des Bodens. *Pfl Ernähr. Düng.* 72. 15-32. 1956.

[8] DONCU, C.: Cit. MOTOC, M. & TRASCULESCU, FL.: Talajpusztulás — talajvédelem a mezőgazdasági területeken. FM és Mezőgazd. és Erd. Kiadó. Budapest. 1960.

[9] DVORACEK, E., KLIMES-SZMIK, A. & B. FEJÉR, S.: A kötöttég befolyása a talajmozsák vízállóságára. *Agrokémia és Talajtan.* 2. 17-26. 1953.

[10] DVORACEK, M. & D.-NÉ VADÁNYI, M.: Ösállapotú és művelt talajok szerkezete. MTA Agrártud. Öszt. Közlem. 9. 111-157. 1956.

[11] ERŐDI, B. & HORVÁTH, V. et al.: Talajvédő gazdálkodás hegy- és dombvidéken. Mezőgazd. Kiadó. Budapest. 1965.

[12] FLAXMAN, E. M.: A method of determining the erosion potential of cohesive soils. "Symposium of Bari" 1.10-8.10. 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 114-123. 1962.

[13] FOSTER, E. E.: *Rainfall and Runoff*. MacMillan Co. New York. 1949.

[14] FREE, G. R., BROWNING, G. M. & MUSGRAWE, G. M.: Relative infiltration and related physical properties of certain soils. *US Dept. Agricult. Techn. Bull.* No. 729. Washington. 1940.

[15] FREVERT, R. K. et al.: *Soil and water conservation engineering*. Wiley & Sons Co. New York-London. 1955.

[16] GUNN, R. & KINZER, Q. D.: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Met.* 6. (4) 243-248. 1949.

[17] HELLMANN, N.: Cit.: MOTOC, M. & TRASCULESCU, FL.: Talajpusztulás — talajvédelem a mezőgazdasági területeken. FM és Mezőgazd. és Erd. Kiadó. Budapest. 1960.

[18] HENIN, S.: *Le profil cultural*. Soc. Ed. Ing. Agric. Paris. 1960.

[19] HORTON, R. E.: Erosional development of streams and their drainage basins. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 56. New York. 1945.

[20] HORVÁTH, V. & ERŐDI, B.: Determination of natural slope category limits by function identity of erosional intensity. "Symposium of Bari" 1.10-8.10. 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 131-143. 1962.

[21] KAZÓ, B. & GRUBER, L.: The investigation of micro-solifluction with the aid of tagged isotopes. "Symposium of Bari" 1.10-8.10. 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 62-66. 1962.

[22] KAZÓ, B. & KLIMES-SZMIK, A.: A method of artificial sprinkling for the investigation of the processes of erosion. "Symposium of Bari" 1.10-8.10. 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 52-61. 1962.

[23] KIRPANOVA, L. I.: Vlijanie moroz na sztrukturu pocsyv. *Dokl. VASZHNIL.* Moszkva. 24. (11) 37-41. 1954.

[24] KLIMES-SZMIK, A.: *Suelos de Cuba. Tom II: Fisica de suelos*. Inst. Cub. del Libro. La Habana. 1973.

[25] KLIMES-SZMIK, A.: Löszön kialakult különböző tí-

- pusú magyarországi talajok erodálhatósága. *Agrokémia és Talajtan*. 28. 3–14. 1979.
- [26] KLIMES-SZMIK, A. & SZOLNOKI, Cs.: Fagyott talajok vízáteresztésének vizsgálata laboratóriumban. *EKME Vizgáldalkodási Tanszék Évvégi Jelentése*. Budapest. 1963.
- [27] KLIMES-SZMIK, A. & KULLMANN, A.: A szántott talajréteg egyes fizikai változásairól. *MTA Agrártud. Oszt. Közlem.* 21. 19–38. 1962.
- [28] KOSZTJAKOV, A. N.: Osznovü melioracii. *Szel'hozgiz*. Moszkva. 1951.
- [29] LAWS, J. O.: Measurement of fall velocity of water drops and raindrops. *Trans. Amer. Geophys. Union*. 22. 709–721. 1941.
- [30] LOVÁSZ, Gy.: A reliefenergia új ábrázolása. *Földrajzi Értesítő*. 14. (1) 131–145. 1965.
- [31] MATTYASOVSKY, J.: Talajok vízáteresztőképességének vizsgálata és az eredmények alkalmazása a talajvédelemben. *Agrokémia és Talajtan*. 2. 161–172. 1952.
- [32] MIDDLETON, H. E.: Properties of soil which influences soil erosion. *US. Dept. Agr. Tech. Bull.* No 173. 1930.
- [33] MOTOC, M. & TRÁSCULESCU, FL.: Talajpusztulás — talajvédelem mezőgazdasági területeken. *FM és Mezőgazd. és Erd. Kiadó*. Budapest. 1960.
- [34] NEUMANN, N.: Cit.: SHACHORI, A. & SEGNER, I.: Sprinkling assembly for simulation of design storms as a mean of erosion and runoff studies. "Symposium of Bari" 1.10–8.10, 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 57–72. 1962.
- [35] PUŠTÓ, E.: Az erózió tényezői és mennyiségi befolyásuk a talajlehardásra. *Glasnik*. 2. (5) 12–17. 1961.
- [36] QUANTIN, P. & COMBEAT, A.: Erosion et stabilité structural du sol. "Symposium of Bari" 1.10–8.10, 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 124–130. 1962.
- [37] RÉTHLY, A. & AUJESZKY, L.: *Agrometeorológia*. Egyetemi jegyzet. Budapest. 1948.
- [38] SHACHORI, A. & SEGNER, I.: Sprinkling assembly for simulation of design storms as a mean of erosion and runoff studies. "Symposium of Bari" 1.10–8.10, 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 1–20. 1962.
- [39] SEKERA, F.: *Gesunder und kranker Boden*. Springer. Berlin. 1951.
- [40] STEFANOVITS, P. et al.: A Lókos patak vízgyűjtőjének talajvédelmi rendezése (Irányterv). *MTA Talajtani és Agrokém. Kut. Int.* Budapest. 1963.
- [41] STEFANOVITS, P.: *Talajtan*. Mezőgazd. Kiadó. Budapest. 1976.
- [42] SZOBOLYEV, Sz. Sz.: Razvitie erozionnüh processzov na territorij evropszkoj csaszti SSSR i borba sz nimi. *Izd. AN SSSR*. Moszkva. 1948.
- [43] SZOZUKIN, N. F.: Hidrogeologicseszkoie znacsenie lesznoi podsztilki i fizicseszkih szvojsztv lesznih pocsv. *Trud. VNIILH*. 8. Moszkva. 1939.
- [44] SZURMACS, G.: Materialü po izucseniju processzov erozii i plodorodie szmitih pocsv. 48. *Izd. AN SSSR*. Moszkva. 1955.
- [45] SZUSZ, N. J.: *Erozija pocsvü i borba sz neju*. *Szel'hozgiz*. Moszkva. 1949.
- [46] VAGELER, P.: *Der Kationen- und Wasserhaushall des Mineralbodens*. Springer. Berlin. 1932.
- [47] VOČIKOV, cit.: SZUSZ, N. J.: *Erozija pocsvü i borba sz neju*. *Szel'hozgiz*. Moszkva. 1949.
- [48] WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D.: Soil loss estimation as a tool in soil and water management planning. "Symposium of Bari" 1.10–8.10, 1962. *Int. Assoc. Sci. Hydr. Publ.* No 59. Gentbrugge. 148–159. 1962.
- [49] ZINGG, A. W. & WISCHMEIER, W. H.: Cit.: SMITH, D. D.: *Ass. General de Toronto*. 1. 1957.

KLIMES-SZMIK ANDOR
MTA Talajtani és Agrokémiai
Kutató Intézete, Budapest

Érkezett: 1978. november 28.